

Климатология параметра облачного перекрытия

А.В. Чернокульский¹, А.В. Елисеев^{1,2}

¹Институт физики атмосферы им. А.М. Обухова РАН, Москва, 119017, Россия

²Казанский (Приволжский) федеральный университет, Казань, 420008, Россия

E-mail: a.chernokulsky@ifaran.ru

С использованием спутниковых данных пассивного и активного дистанционного зондирования Земли оценен параметр перекрытия облаков α . Этот параметр характеризует близость перекрытия облачных слоёв к максимальному ($\alpha = 1$) или случайному ($\alpha = 0$), а также относительный вклад конвективных и слоистых облаков в общую облачность. При расчёте α для оценки общей облачности использовались данные MODIS и CERES, при этом в обоих случаях для вертикальной структуры облаков были использованы данные CALIPSO. Глобальное среднее значение α равно 0,36 (для данных CERES) и 0,26 (для данных MODIS), что соответствует преобладанию случайного перекрытия облаков. Параметр α меньше над океаном, чем над сушей. Его наибольший годовой ход выявлен в регионах с муссонным климатом. Максимальное перекрытие облаков преобладает в регионах с малым количеством облаков (области субтропических антициклонов над океаном и субтропических и полярных пустынь над сушей). Случайное перекрытие облаков доминирует в регионах с высоким значением общей облачности (внутритропическая зона конвергенции и регионы с повышенной циклонической активностью в умеренных широтах). Для океанических депрессий средних широт отмечены отрицательные значения α , что указывает на наличие в данных регионах минимального (или минимально-случайного) перекрытия облачных слоёв вследствие сильной бароклинной неустойчивости и существенных горизонтальных сдвигов облачных слоёв.

Ключевые слова: перекрытие облачных слоёв, параметр перекрытия облаков, конвективная и слоистообразная облачность, спутниковые данные, максимальное перекрытие, случайное перекрытие, минимальное перекрытие, бароклинная неустойчивость

Одобрена к печати: 02.12.2016

DOI: 10.21046/2070-7401-2017-14-1-216-225

Введение

Существенная неопределенность глобальных климатических моделей (ГКМ) в оценке отклика на внешние воздействия (например, на рост концентрации углекислого газа в атмосфере) связана с недостаточно точным моделированием облаков (Bony et al., 2015) и, как следствие, – радиационных потоков в атмосфере (Soden, Vecchi, 2011). При этом на радиационные потоки влияет не только значение общего количества облаков n_{tot} (или значение их количества на отдельном модельном уровне), но и характер перекрытия облачных слоёв (Barker et al., 1999).

Выделяют три основных типа перекрытия облачных слоёв: а) максимальное перекрытие, при котором разные облачные слои максимально пересекаются и общая облачность n_{max} равна максимальному значению облачности на каком-либо слое из общего количества слоёв m : $n_{max} = \max(n_1, n_2, \dots, n_m)$; б) случайное перекрытие, при котором облачные слои пересекаются случайно и независимо и общая облачность n_{rand} является разностью между единицей и вероятностью ясного неба: $n_{rand} = 1 - \prod(1 - n_i)$; в) минимальное перекрытие, при котором слои пересекаются минимально и общая облачность n_{min} равна сумме доли облаков на всех слоях (но не превышает единицу): $n_{min} = \min(1, \sum n_i)$. Произведение в (б) и суммирование в (в) вычисляется по всем облачным слоям. Т. к. $n_{max} \leq n_{rand} \leq n_{min}$, то n_{tot} максимальна при минимальном перекрытии и минимальна при максимальном (рис. 1).

В ГКМ обычно используется предположение о случайно-максимальном перекрытии облачных слоёв, при котором предполагается максимальное перекрытие для соседних об-

лачных слоев и случайное для облачных слоев, разделённых безоблачным пространством (Geleyn, Hollingsworth, 1979; Eliseev et al., 2013). Для оценки вклада n_{rand} и n_{max} в итоговое значение n_{tot} в работе (Hogan, Illingworth, 2000) был предложен параметр облачного перекрытия α : $\alpha = (n_{\text{tot}} - n_{\text{rand}}) / (n_{\text{max}} - n_{\text{rand}})$, равный единице при $n_{\text{tot}} = n_{\text{max}}$ и нулю при $n_{\text{tot}} = n_{\text{rand}}$.

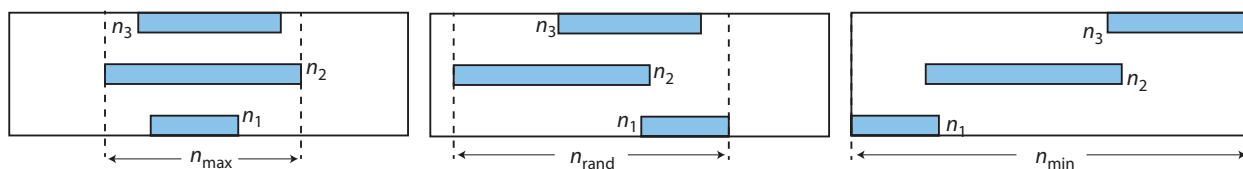


Рис. 1. Вертикальная структура облаков при максимальном (а), случайном (б) и минимальном (в) перекрытии облачных слоёв (на примере трёхслойной облачности)

Исследованию разных аспектов облачного перекрытия на основе различных данных (данные наземных радаров, спутниковые наблюдения, модельные расчеты) посвящены работы (Hogan, Illingworth, 2000; Mace, Benson-Troth, 2002; Naud et al., 2008; Mace et al., 2009; Li et al., 2015; Tompkins, Giuseppe, 2015). В частности, в (Hogan, Illingworth, 2000) отмечена экспоненциальная зависимость α от вертикального расстояния между облачными слоями с радиусом декорреляции, равным 2 км. В (Mace, Benson-Troth, 2002) для отдельных регионов выявлена линейная зависимость α от расстояния между облачными слоями, а в (Tompkins, Giuseppe, 2015) радиус декорреляции для α оценен равным 3–4 км. В (Li et al., 2015) проанализирована климатология перекрытия различных морфологических типов облаков. В данной работе представлена оценка климатологии параметра α на основе данных пассивных и активных спутниковых наблюдений.

Используемые данные и алгоритм расчета параметра перекрытия облаков

При расчёте параметра α для оценки n_{tot} использовались данные пассивного зондирования атмосферы, полученные с помощью сканирующего спектро радиометра среднего разрешения MODIS (на спутнике Aqua). Использовались две различные базы данных, основанные на разных алгоритмах определения облачности: NASA MODIS Collection 5 (King et al., 2013) и CERES SSF-2.5 (Minnis et al., 2011). Значения α , определённые по этим массивам данных, далее обозначаются нижними индексами «М» и «С» соответственно.

Для оценки n_{max} и n_{rand} использовалась информация о количестве облаков на 40 уровнях атмосферы (на высоте до 19 км), полученная на основе активного лидарного зондирования с помощью лидара CALIOP, установленного на спутнике CALIPSO (база данных CALIPSO-GOCCP, продукт 3-D cloud fraction (Chepfer et al., 2009)). Спутники CALIPSO и Aqua входят в единую группировку спутников EOS, разница во времени пролета над одной территорией составляет 72 секунды (наблюдения можно считать квазиодновременными).

Значения α рассчитаны по среднемесячным значениям n_{tot} , n_{max} и n_{rand} , представленным на регулярной сетке с шагом в 2 градуса для каждого месяца за 4-летний период с января 2007 по декабрь 2010 гг. Среднее по времени или по пространству значение α определялось по соответствующим средним для n_{tot} , n_{max} и n_{rand} .

Результаты

В *табл. 1* представлены глобально- и полушарно-осредненные значения параметра облачного перекрытия. В среднем за год для всей планеты в целом α_{C} составляет 0,36, $\alpha_{\text{M}} = 0,26$, что указывает на преобладание случайного перекрытия. Выявлена существенная зависимость от типа подстилающей поверхности: над океаном параметр облачного перекрытия меньше, чем над сушей (для α_{M} разница превышает двукратную). Это может быть обусловлено более высокими значениями общей облачности над океаном и меньшими над сушей (Чернокульский, Мохов, 2009, 2010): $\partial\alpha/\partial n_{\text{tot}} = -1/(n_{\text{rand}} - n_{\text{max}}) \leq 0$ при $n_{\text{rand}} \geq n_{\text{max}}$. Значение α увеличивается (уменьшается) при уменьшении (увеличении) n_{tot} между отдельными пикселями с коэффициентом детерминации 0,2–0,3. Подобная зависимость была выявлена также и во времени по данным радарных наблюдений (Mace, Benson-Troth, 2002). Кроме того, существенные различия α над океаном и над сушей могут указывать на преобладание случайного перекрытия над океаном и на близкий друг к другу вклад случайного и максимального перекрытия над сушей. Это согласуется с наблюдениями за типом облачности: над океаном преобладают слоистые формы облачности (слоистые, слоисто-кучевые, облака верхнего яруса), в то время как над сушей наибольшая повторяемость отмечается для облаков верхнего яруса, под которыми развивается кучевая и высоко-кучевая облачность (Eastman et al., 2011; Li et al., 2015).

Годовой ход α (*табл. 1, рис. 2*) хорошо выражен над сушей тропических районов, где максимум (минимум) параметра перекрытия облаков достигается при минимуме (максимуме) n_{tot} . В этих регионах годовой ход облачности обусловлен муссонной циркуляцией (Чернокульский, Мохов, 2010). В частности, над Индостаном α меняется от близких к нулевым значений летом к близким к единице значениям зимой. Над океаном годовой ход α выражен слабо за исключением умеренных широт Северного полушария (СП) и полярных районов обоих полушарий. В полярных районах летом над океаном отмечаются близкие к нулю и даже отрицательные значения α , что указывает на наличие в данных регионах минимального или случайно-минимального перекрытия, обусловленного существенной бароклинной неустойчивостью и большими значениями сдвига ветра (Naud et al., 2008; Mace et al., 2009; Di Giuseppe, Tompkins, 2015). Над сушей полярных широт отмечаются существенные различия между α_{C} и α_{M} , обусловленные различиями в определении n_{tot} по данным MODIS и CERES (Чернокульский, Мохов, 2010; Чернокульский, 2015; Chernokulsky, Mokhov, 2012; Stubenrauch et al., 2013).

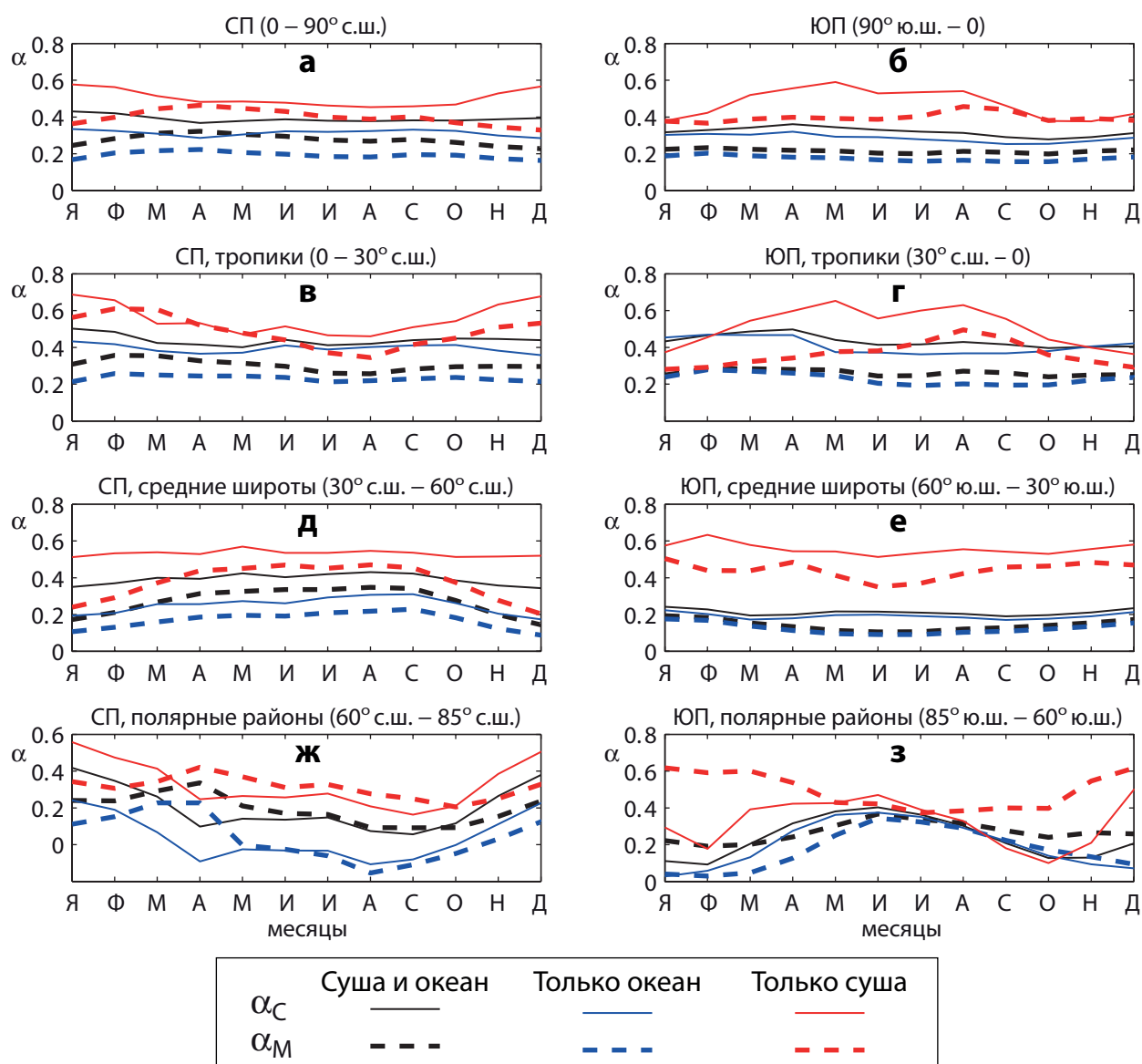


Рис. 2. Годовой ход параметра облачного перекрытия α для различных регионов

Таблица 1. Глобальные и полушарные значения параметра облачного перекрытия (α_c / α_m) при среднегодовом осреднении, среднем для января и июля

		Год	Январь	Июль
глобально	Суша и океан	0,36 / 0,26	0,38 / 0,24	0,36 / 0,25
	Только суша	0,49 / 0,40	0,51 / 0,37	0,48 / 0,40
	Только океан	0,30 / 0,18	0,32 / 0,18	0,30 / 0,17
Северное полушарие	Суша и океан	0,40 / 0,27	0,44 / 0,25	0,39 / 0,29
	Только суша	0,50 / 0,40	0,58 / 0,36	0,46 / 0,40
	Только океан	0,31 / 0,18	0,33 / 0,17	0,32 / 0,18
Южное полушарие	Суша и океан	0,32 / 0,22	0,33 / 0,23	0,33 / 0,21
	Только суша	0,47 / 0,40	0,38 / 0,37	0,54 / 0,40
	Только океан	0,29 / 0,18	0,30 / 0,19	0,28 / 0,16

В зональном распределении α_c и α_m (рис. 3, 4) выделяется внутритропическая зона конвергенции (ВЗК) и регионы шторм-треков умеренных широт, которые характеризуются

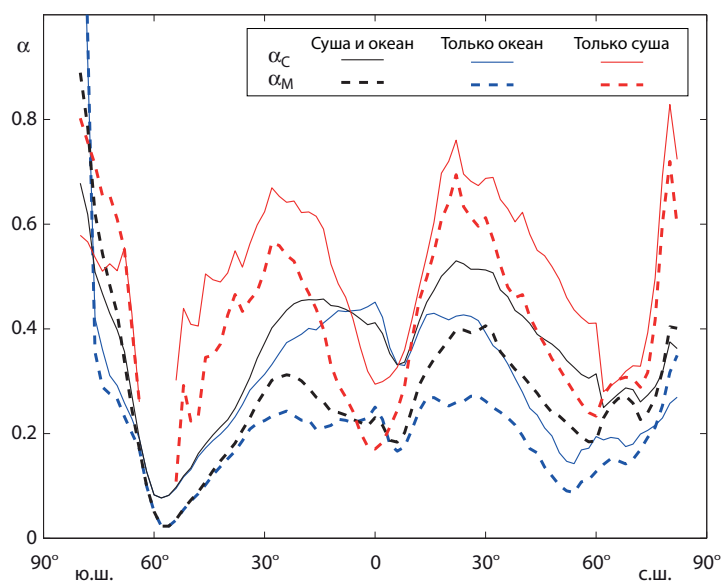


Рис. 3. Зонально-осреднённые среднегодовые значения параметра облачного перекрытия α

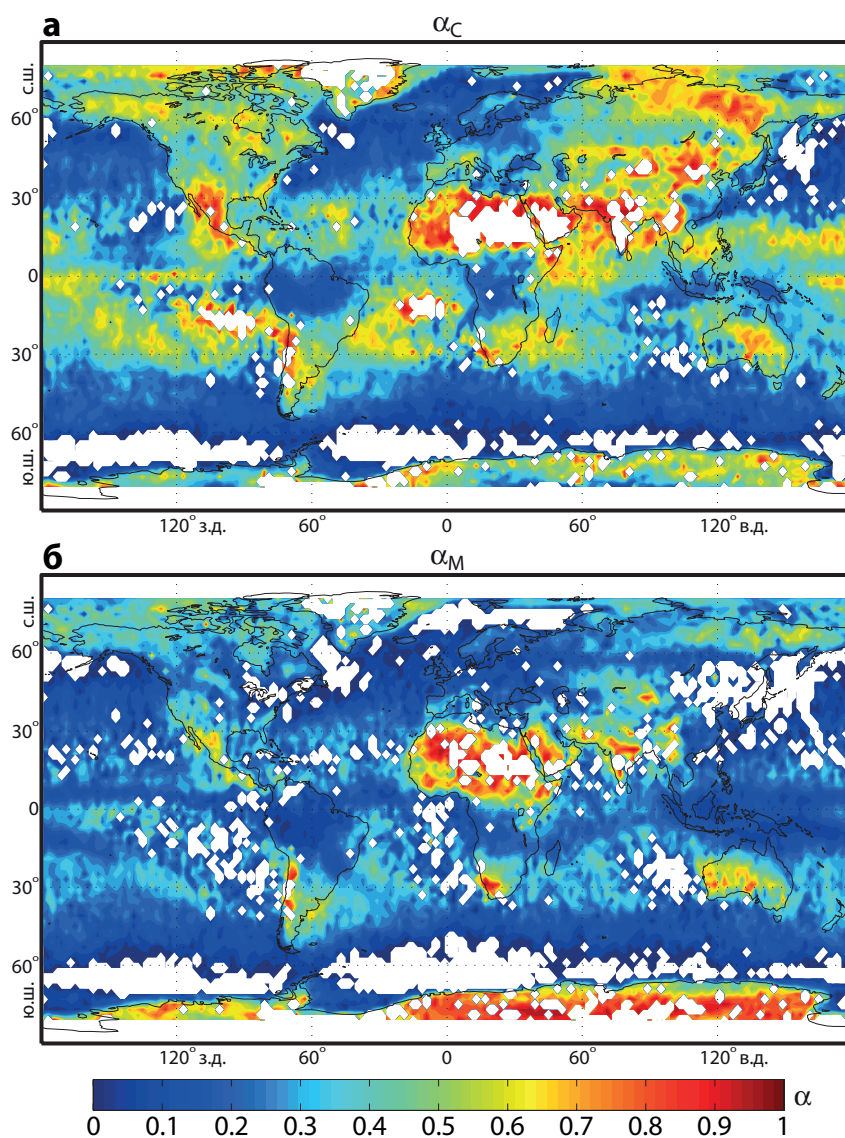


Рис. 4. Климатология среднегодовых значений параметра облачного перекрытия α_C (а) и α_M (б). Белым цветом показаны области с $\alpha > 1$ (параметр не определён) или $\alpha < 0$ (облачное перекрытие минимальное или случайно-минимальное)

низкими значениями α (0–0,2). В этих же районах отмечается наибольшая повторяемость многослойной облачности (Mace et al., 2009; Li et al., 2015), причем в районах шторм-треков она обусловлена главным образом слоистообразной облачностью (высокослоистые и слоистые/слоисто-кучевые), а в районе ВЗК существенен также вклад конвективных облаков (Li et al., 2015). В районах субтропических антициклонов над океаном и над пустынями тропического и арктического поясов над сушей повторяемость многослойной облачности низкая, что приводит к высоким значениям α (0,4–0,8). В отдельных районах α достигает 1 (рис. 4), в частности, в Сахаре, на Аравийском полуострове, в Гренландии и Антарктиде, в регионах субтропических антициклонов Южного полушария. Высокие значения α также отмечены на юге Северной Америки, на северо-востоке Евразии и в Австралии.

Для отдельных пикселей α превосходит единицу, что невозможно из-за $n_{\max} \leq n_{\text{tot}}$. Причиной, по-видимому, являются различия в идентификации облаков по данным CALIPSO и по данным MODIS/CERES, а также очень малая пространственная выборка (около 10%) у данных CALIPSO (Stubenrauch et al., 2013), что может быть критичным в районах с малой облачностью (параметр α также не определен для отдельных районов Гренландии и регионов влияния субтропических антициклонов).

В областях циклонических центров действия атмосферы над океаном отмечены отрицательные значения α (рис. 5), где $n_{\text{tot}} > n_{\text{rand}}$. Для ячеек с высоким значением общей облачности (более 0,8) выявлена отрицательная зависимость α от $v_*/\langle v \rangle$, где $\langle v \rangle$ — среднемесячный модуль скорости ветра, $v_* = (\langle u^2 \rangle + \langle v^2 \rangle)^{1/2}$ — вклад синоптических флуктуаций в $\langle v \rangle$ (вычисленных по среднесуточным данным). Для расчёта компонент скорости ветра использовались данные ERA-Interim для 2007–2010 гг. Минимальные значения α (до -0,2) отмечены для ячеек, где отношение $v_*/\langle v \rangle$ близко к 0,8–0,9, что указывает на существенную роль бароклинной неустойчивости в формировании условий с минимальным или минимально-случайным перекрытием.

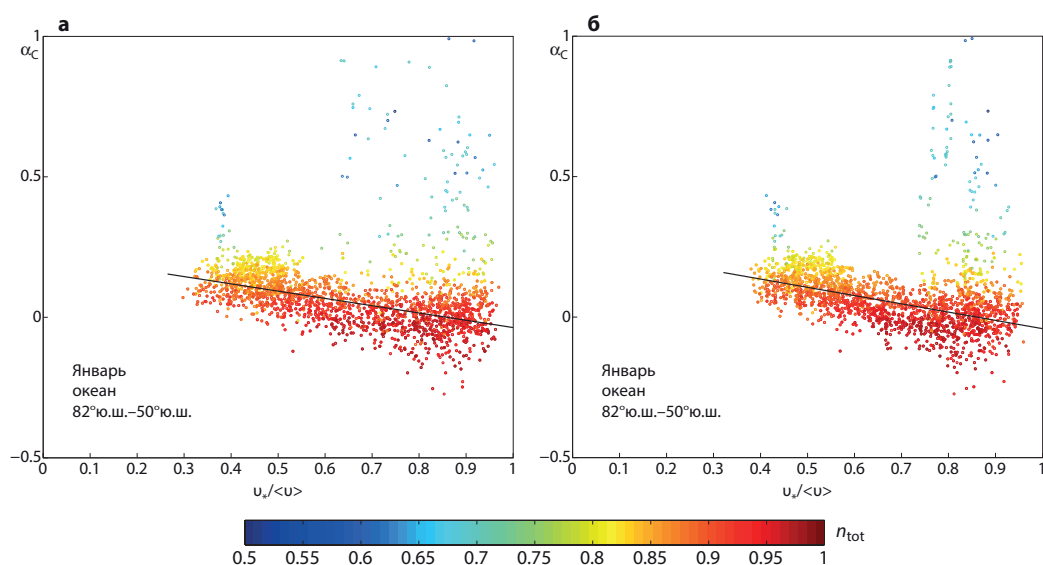


Рис. 5. Зависимость параметра облачного перекрытия α_c от соотношения $v_*/\langle v \rangle$ на изобарических поверхностях 700 гПа (а) и 300 гПа (б) в январе каждого календарного года для всех океанических ячеек в регионе 50° ю.ш. – 82° ю.ш. Цветом показаны соответствующие значения общей облачности n_{tot} . Для $n_{\text{tot}} > 0,8$ показана линейная зависимость между α_c и $v_*/\langle v \rangle$.

Для большинства регионов $\alpha_C > \alpha_M$. Исключение составляет суша полярных регионов обоих полушарий в летние месяцы, когда $\alpha_C < \alpha_M$, а также отдельные районы тропиков. Данные различия обусловлены разной оценкой n_{tot} по данным MODIS и CERES. В целом данные MODIS демонстрируют большие значения n_{tot} (за исключением Антарктиды, Гренландии и пустынь субтропического пояса в СП). Данные различия между значениями α_C и α_M стоит трактовать как систематическую погрешность, обусловленную неопределенностью оценки общей облачности по разным спутниковым данным.

Обсуждение и заключение

Представлена оценка параметра перекрытия облаков α , который характеризует долю максимального и случайного перекрытия облачных слоев и может использоваться для диагностики относительного вклада конвективных и слоистых облаков в общую облачность. Величина параметра α оценена на основе совместного использования данных пассивного (данные MODIS и CERES) и активного (данные CALIPSO-GOCCP) дистанционного зондирования Земли.

Глобально-осредненное значение α в зависимости от выбора массивов спутниковых данных получено равным 0,36 или 0,26. Это указывает на преобладание случайного перекрытия в глобальном поле облачности. Параметр α меньше над океаном, чем над сушей. Наибольший годовой ход его выявлен в регионах с муссонным климатом. Максимальное перекрытие облаков (α близко к единице) отмечается в регионах с малым количеством облаков (области субтропических антициклонов над океаном, субтропических и полярных пустынь над сушей). Случайное перекрытие облаков (α близко к нулю) отмечено в регионах с высоким значением n_{tot} (ВЗК, регионы шторм-треков). В (Naud et al., 2008) на основе данных наблюдений с помощью наземных радаров также было отмечено максимальное перекрытие облачных слоев для тропических регионов (где развивается конвективная облачность) и случайное перекрытие для средних широт (где становится более значимым вертикальный сдвиг ветра).

Для океанических депрессий средних широт отмечены отрицательные значения параметра α , что указывает на наличие в данных регионах минимального (или минимально-случайного) перекрытия облачных слоев вследствие сильной бароклинной неустойчивости и существенных горизонтальных сдвигов облачных слоев. Выявлена отрицательная зависимость α от доли скорости ветра, обусловленной синоптическими флуктуациями в общей скорости ветра. В работе (Hogan, Illingworth, 2000) по данным наземных радаров показано, что минимальное перекрытие облачных слоев характерно для прохождения теплых атмосферных фронтов, которые наклонены в сторону движения фронта и представляют собой пример реализации минимального облачного перекрытия в природе.

Стоит отметить, что в ГКМ применяется случайное или случайно-максимальное перекрытие, а возможность реализации минимального перекрытия не учитывается, что мо-

жет влиять на радиационные потоки в атмосфере и, как следствие, на оценку облачной обратной связи при глобальном потеплении. При этом и само глобальное потепление обуславливает в отдельных регионах перераспределение типов облачности в пользу конвективных (см., напр., Chernokulsky et al., 2011; Eastman, Warren, 2013; Эзау, Чернокульский, 2015), увеличивая тем самым α .

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда (проект № 14-17-00647). Анализ связи параметра облачного перекрытия с синоптическими флуктуациями выполнен в рамках гранта Российского научного фонда № 14-17-00806.

Литература

1. Чернокульский А.В. Ночная и дневная облачность по разным спутниковым данным // Изв. РАН. Сер. геогр. 2015. № 6. С. 48–60.
2. Чернокульский А.В., Мохов И.И. Сравнение современных глобальных климатологий облачности // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2009. Т. 6. № 2. С. 235–243.
3. Чернокульский А.В., Мохов И.И. Сравнительный анализ характеристик глобальной и зональной облачности по различным спутниковым и наземным наблюдениям // ИЗК. 2010. № 3. С. 12–29.
4. Эзау И.Н., Чернокульский А.В. Поля конвективной облачности в Атлантическом секторе Арктики: спутниковые и наземные наблюдения // ИЗК. 2015. № 2. С. 49–63.
5. Barker H.W., Stephens G.L., Fu Q. The sensitivity of domain-averaged solar fluxes to assumptions about cloud geometry // Q. J. R. Meteorol. Soc. 1999. Vol. 125. P. 2127–2152.
6. Bony S., Stevens B., Frierson D.M.W., Jakob C., Kageyama M., Pincus R., Shepherd T.G., Sherwood S.C., Siebesma A.P., Sobel A.H., Watanabe M., Webb M.J. Clouds, circulation and climate sensitivity // Nature Geosci. 2015. Vol. 8. No. 4. P. 261–268.
7. Chepfer H., Bony S., Winker D., Cesana G., Dufresne J.-L., Minnis P., Stubenrauch C.J., Zeng S. The GCM-Oriented CALIPSO Cloud Product (CALIPSO-GOCCP) // J. Geophys. Res. 2010. Vol. 115. P. D00H16.
8. Chernokulsky A.V., Bulygina O.N., Mokhov I.I. Recent variations of cloudiness over Russia from surface daytime observations // Environ. Res. Lett. 2011. Vol. 6. No. 3. P. 035202.
9. Chernokulsky A.V., Mokhov I.I. Climatology of total cloudiness in the Arctic: An intercomparison of observations and reanalyses // Adv. in Meteorol. 2012. Vol. 2012. Article ID 542093, 15 p.
10. Di Giuseppe F., Tompkins A.M. Generalizing Cloud Overlap Treatment to Include the Effect of Wind Shear // J. Atm. Sci. 2015. Vol. 72. No. 8. P. 2865–2876.
11. Eastman R., Warren S.G. A 39-Yr Survey of Cloud Changes from Land Stations Worldwide 1971–2009: Long-Term Trends, Relation to Aerosols, and Expansion of the Tropical Belt // J. Climate. 2013. Vol. 26. No. 4. P. 1286–1303.
12. Eastman R., Warren S.G., Hahn C.J. Variations in Cloud Cover and Cloud Types over the Ocean from Surface Observations, 1954–2008 // J. Climate. 2011. Vol. 24. № 22. P. 5914–5934.
13. Eliseev A.V., Coumou D., Chernokulsky A.V., Petoukhov V., Petri S. Scheme for calculation of multi-layer cloudiness and precipitation for climate models of intermediate complexity // Geosci. Model Dev. 2013. Vol. 6. No. 5. P. 1745–1765.
14. Geleyn J.F., Hollingsworth A. An economical analytical method for the computation of the interaction between scattering and line absorption of radiation // Contrib. Atmos. Phys. 1979. Vol. 52. P. 1–16.
15. Hogan R.J., Illingworth A.J. Deriving cloud overlap statistics from radar // Q.J.R. Meteorol. Soc. 2000. Vol. 126. P. 2903–2909.
16. King M.D., Platnick S., Menzel W.P., Ackerman S.A., Hubanks P.A. Spatial and Temporal Distribution of Clouds Observed by MODIS Onboard the Terra and Aqua Satellites // IEEE Trans. Geosci. Remote Sens. 2013. Vol. 51. No. 7. P. 3826–3852.
17. Li J., Huang J., Stamnes K., Wang T., Lv Q., Jin H. A global survey of cloud overlap based on CALIPSO and CloudSat measurements // Atmos. Chem. Phys. 2015. Vol. 15. No. 1. P. 519–536.
18. Mace G.G., Zhang Q., Vaughan M., Marchand R., Stephens G., Trepte C., Winker D. A description of hydrometeor layer occurrence statistics derived from the first year of merged Cloudsat and CALIPSO data // J. Geophys. Res. 2009. Vol. 114. P. D00A26.
19. Mace G.G., Benson-Troth S. Cloud-Layer Overlap Characteristics Derived from Long-Term Cloud Radar Data // J. Climate. 2002. Vol. 15. P. 2505–2515.
20. Minnis P., Sun-Mack S., Young D.F., Heck P.W., Garber D.P., Chen Y., Spangenberg D.A., Arduini R.F., Trepte Q.Z., Smith W.L., Ayers J.K., Gibson S.C., Miller W.F., Hong G., Chakrapani V., Takano Y., Liou K.-N., Xie Y., Yang P. CERES Edition-2 Cloud Property Retrievals Using TRMM VIRS and Terra and Aqua MODIS Data—Part I: Algorithms // IEEE Trans. Geosci. Remote Sens. 2011. Vol. 49. No. 11. P. 4374–4400.
21. Naud C.M., Del Genio A., Mace G.G., Benson S., Clothiaux E.E., Kollias P. Impact of Dynamics and Atmospheric State on Cloud Vertical Overlap // J. Climate. 2008. Vol. 21. No. 8. P. 1758–1770.

22. Soden B.J., Vecchi G.A. The vertical distribution of cloud feedback in coupled ocean-atmosphere models // *Geophys. Res. Lett.* 2011. Vol. 38. No. 12. P. L12704.
23. Stubenrauch C.J., Rossow W.B., Kinne S., Ackerman S., Cesana G., Chepfer H., di Girolamo L., Getzewich B., Guignard A., Heidinger A., Maddux B.C., Menzel W.P., Minnis P., Pearl C., Platnick S., Poulsen C., Riedi J., Sun-Mack S., Walther A., Winker D., Zeng S., Zhao G. Assessment of global cloud datasets from satellites: Project and database initiated by the GEWEX Radiation Panel // *Bull. Am. Meteorol. Soc.* 2013. Vol. 94. No. 7. P. 1031–1049.

Climatology of cloud overlap parameter

A.V. Chernokulsky¹, A.V. Eliseev^{1,2}

¹*A.M. Obukhov Institute of Atmospheric Physics RAS, Moscow 119017, Russia*

²*Kazan Federal University, Kazan 420008, Russia*

E-mail: a.chernokulsky@ifaran.ru

Cloud overlap parameter α was estimated on remote sensing data. This parameter is a measure of the relative weight of maximum ($\alpha = 1$) and random ($\alpha = 0$) overlap, and may be used to diagnose relative contribution of convective and stratiform cloudiness to total cloud fraction. Cloud overlap parameter α was calculated on passive satellite data MODIS and CERES for total cloud fraction; for both cases the vertical structure of cloud was assessed by using active satellite data CALIPSO. The global annual mean α is 0.36 (for CERES) and 0.26 (for MODIS), which points to the dominance of random overlap. Values of α are higher over land than over the ocean. The most prominent annual cycle of α is noted in the monsoon regions where α is close to 1 in winter and almost 0 in summer. The maximum cloud overlap is associated with small values of cloud fraction and occurs in subtropical highs over the ocean and in subtropical and polar deserts over land. The random cloud overlap occurs in regions with large values of cloud fraction (e.g., ITCZ and midlatitudinal storm tracks). Midlatitude oceanic lows are characterized by negative values of α , mostly in summer. Presumably, the assumption of the minimum overlap of cloud layers should be used in these regions due to strong baroclinic instability and horizontal shift of cloud layers.

Keywords: cloud overlap, cloud overlap parameter, total cloudiness, convective and stratiform cloudiness, satellite data, maximum overlap, random overlap, minimum overlap, baroclinic instability

Accepted: 02.12.2016

DOI: 10.21046/2070-7401-2017-14-1-216-225

References

1. Chernokulsky A.V., Nochnaya i dnevnyaya oblachnost' po raznym sputnikovym dannym (Day and Night Cloudiness Using Satellite Data from Different Sources), *Izvestiya RAN, Seriya geographicheskaya*, 2015, No. 6, pp. 48–60.
2. Chernokulsky A.V., Mokhov I.I., Sravnenie sovremennykh global'nykh klimatologiy oblachnosti (Comparison of global cloud climatologies), *Sovremennye problemy distantsionnogo zondirovaniya Zemli iz kosmosa*, 2009. Vol. 6, No. 2, pp. 235–243.
3. Chernokulsky A.V., Mokhov I.I., Sravnitel'nyy analiz kharakteristik global'noi i zonal'noi oblachnosti po razlichnym sputnikovym i nazemnym nabludeniyam (Intercomparison of Global and Zonal Cloudiness Characteristics from Different Satellite and Ground-Based Data), *Issledovanie Zemli iz kosmosa*, 2010, No. 3, pp. 12–29.
4. Esau I.N., Chernokulsky A.V., Convective Cloud Fields in the Atlantic Sector of the Arctic: Satellite and Ground-Based Observations. *Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics*, 2015, Vol. 51, No. 9, pp. 1007–1020.
5. Barker H.W., Stephens G.L., Fu Q., The sensitivity of domain-averaged solar fluxes to assumptions about cloud geometry, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 1999, Vol. 125, pp. 2127–2152.
6. Bony S., Stevens B., Frierson D.M.W., Jakob C., Kageyama M., Pincus R., Shepherd T.G., Sherwood S.C., Siebesma A.P., Sobel A.H., Watanabe M., Webb M.J., Clouds, circulation and climate sensitivity, *Nature Geosci.*, 2015. Vol. 8, No. 4, pp. 261–268.
7. Chepfer H., Bony S., Winker D., Cesana G., Dufresne J.-L., Minnis P., Stubenrauch C.J., Zeng S., The GCM-Oriented CALIPSO Cloud Product (CALIPSO-GOCCP), *J. Geophys. Res.*, 2010, Vol. 115, pp. D00H16.
8. Chernokulsky A.V., Bulygina O.N., Mokhov I.I., Recent variations of cloudiness over Russia from surface daytime observations, *Environ. Res. Lett.*, 2011, Vol. 6, No. 3, pp. 035202.
9. Chernokulsky A.V., Mokhov I.I., Climatology of total cloudiness in the Arctic: An intercomparison of observations and reanalyses, *Adv. in Meteorol.*, 2012, Vol. 2012, Article ID 542093, 15 p.
10. Di Giuseppe F., Tompkins A.M., Generalizing Cloud Overlap Treatment to Include the Effect of Wind Shear,

- J. Atm. Sci.*, 2015, Vol. 72, No. 8, pp. 2865–2876.
11. Eastman R., Warren S.G., A 39-Yr Survey of Cloud Changes from Land Stations Worldwide 1971–2009: Long-Term Trends, Relation to Aerosols, and Expansion of the Tropical Belt, *J. Climate*, 2013, Vol. 26, No. 4, pp. 1286–1303.
 12. Eastman R., Warren S.G., Hahn C.J., Variations in Cloud Cover and Cloud Types over the Ocean from Surface Observations, 1954–2008, *J. Climate*, 2011, Vol. 24, No. 22, pp. 5914–5934.
 13. Eliseev A.V., Coumou D., Chernokulsky A.V., Petoukhov V., Petri S., Scheme for calculation of multi-layer cloudiness and precipitation for climate models of intermediate complexity, *Geosci. Model Dev.*, 2013, Vol. 6, No. 5, pp. 1745–1765.
 14. Geleyn J.F., Hollingsworth A., An economical analytical method for the computation of the interaction between scattering and line absorption of radiation, *Contrib. Atmos. Phys.*, 1979, Vol. 52, pp. 1–16.
 15. Hogan R.J., Illingworth A.J., Deriving cloud overlap statistics from radar, *Q.J.R. Meteorol. Soc.*, 2000, Vol. 126, pp. 2903–2909.
 16. King M.D., Platnick S., Menzel W.P., Ackerman S.A., Hubanks P.A., Spatial and Temporal Distribution of Clouds Observed by MODIS Onboard the Terra and Aqua Satellites, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 2013, Vol. 51, No. 7, pp. 3826–3852.
 17. Li J., Huang J., Stamnes K., Wang T., Lv Q., Jin H., A global survey of cloud overlap based on CALIPSO and CloudSat measurements, *Atmos. Chem. Phys.*, 2015, Vol. 15, No. 1, pp. 519–536.
 18. Mace G.G., Zhang Q., Vaughan M., Marchand R., Stephens G., Trepte C., Winker D., A description of hydrometeor layer occurrence statistics derived from the first year of merged Cloudsat and CALIPSO data, *J. Geophys. Res.*, 2009, Vol. 114, pp. D00A26.
 19. Mace G.G., Benson-Troth S., Cloud-Layer Overlap Characteristics Derived from Long-Term Cloud Radar Data, *J. Climate*, 2002, Vol. 15, pp. 2505–2515.
 20. Minnis P., Sun-Mack S., Young D.F., Heck P.W., Garber D.P., Chen Y., Spangenberg D.A., Arduini R.F., Trepte Q.Z., Smith W.L., Ayers J.K., Gibson S.C., Miller W.F., Hong G., Chakrapani V., Takano Y., Liou K.-N., Xie Y., Yang P., CERES Edition-2 Cloud Property Retrievals Using TRMM VIRS and Terra and Aqua MODIS Data—Part I: Algorithms, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 2011, Vol. 49, No. 11, pp. 4374–4400.
 21. Naud C.M., Del Genio A., Mace G.G., Benson S., Clothiaux E.E., Kollias P., Impact of Dynamics and Atmospheric State on Cloud Vertical Overlap, *J. Climate*, 2008, Vol. 21, No. 8, pp. 1758–1770.
 22. Soden B.J., Vecchi G.A., The vertical distribution of cloud feedback in coupled ocean-atmosphere models, *Geophys. Res. Lett.*, 2011, Vol. 38, No. 12, pp. L12704.
 23. Stubenrauch C.J., Rossow W.B., Kinne S., Ackerman S., Cesana G., Chepfer H., di Girolamo L., Getzewich B., Guignard A., Heidinger A., Maddux B.C., Menzel W.P., Minnis P., Pearl C., Platnick S., Poulsen C., Riedi J., Sun-Mack S., Walther A., Winker D., Zeng S., Zhao G., Assessment of global cloud datasets from satellites: Project and database initiated by the GEWEX Radiation Panel, *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 2013, Vol. 94, No. 7, pp. 1031–1049.